

# 积云团对大气层结影响的模拟研究\*

林文实\*\* 陈辉 徐华英 黄美元

(中国科学院大气物理研究所 LAPC, 北京, 100029)

## 摘 要

文中设计了一个二维完全弹性的积云团数值模式. 模式中考虑了水平均一和时间定常的大尺度抬升速度的影响. 大尺度抬升速度只对热力学方程和水汽守恒方程有影响. 积云团的启动方式采用冷池和随机扰动相结合的方法.

文中对一个给定温湿层结和大尺度抬升速度情况下, 就不同扰动结构、水平环境切变、模式区域大小和冷池强度等进行了 11 个模拟试验. 结果表明, 在不同扰动结构、是否有水平环境风切变、模式区域不同以及不同云型谱时, 给定温湿层结和大尺度抬升速度下的积云团活动使得温湿层结向着同一温湿层结调整. 这说明大气由于积云团活动达到准平衡状态, 这个准平衡状态主要依赖于初始温湿层结和大尺度抬升速度. 这与 Betts 积云参数化方案的假设相一致.

关键词: 积云团模拟, 大尺度抬升速度, 冷池.

## 1 引 言

积云对流与大尺度环境相互作用是近年来受关注的课题之一. 在大气环流模式和中尺度数值天气预报模式中, 表达积云对流和大尺度环境关系的积云参数化问题还没有很好解决. 目前检验积云参数化方案的方法有 3 种: 第一种方法是在大尺度数值模式中检验这个方案, 即将模式的预报量与未来时间观测的在气结构作比较. 尽管这种完全预报方法是最有效的方法, 但由于存在着模式的误差(如空间差分和时间差分的截断误差, 初值化, 非积云对流的其他物理过程的参数化等), 这种评估云参数化方案方法有一定的局限性.

第二种方法是用半预报检验<sup>[1]</sup>. 半预报检验是利用积云参数化方案由大尺度温湿平流、地面通量和辐射增热的观测值作单步预报(积分一步)积云的属性, 包括连续观测的降水以及视热源  $Q_1$  和视湿汇  $Q_2$ . 半预报检验比完全预报检验的优越性在于它把由于参数引起的误差孤立出来, 而不会与大尺度模式的其他物理过程相混.

由于积云对流的总体效应不能直接测量, 很难得到有积云对流的完整资料. 而积云团

\* 初稿时间: 1998 年 4 月 15 日; 修改稿时间: 1998 年 7 月 22 日.

资助课题: 国家自然科学基金项目 49794030.

\*\* 现在单位: 中山大学大气科学系, 广州 510275.

数值模式能产生合适的完整的资料, 因而可以用来检验积云参数化方案, 只不过所用的资料是模拟的“观测”资料. 因此, 第三种方法本质上属于半预报检验. 积云团模式能产生非常高分辨率的资料, 这样的资料能给积云参数化方案非常详细的检验. 虽然模拟的资料依赖于模式, 但这方面的工作是令人鼓舞的<sup>[2]</sup>.

本研究采用第三种方法来进行. 首先设计一个二维积云团模式, 再用模拟的资料来检查积云团活动对大气层结的影响.

已有学者进行了积云团数值模拟的研究<sup>[3,4]</sup>. 为了真实地模拟实际积云团的演变和个别积云的行为, 模式必须是三维的. 但是积云团属于中尺度系统, 水平尺度为 50 ~ 500 km, 时间尺度为十几小时. 如果我们用 1 km 的水平网格距, 10 s 的时间步长来模拟三维积云团的演变过程, 以现有的计算机能力难以实现的. 因此, 虽然二维积云团模式不能真实地模拟一些长寿命积云团和超级单体的结构和演变特征, 但对于了解积云团的宏观统计特征还是有益的. Lipps 和 Hemler<sup>[3]</sup>, Tao 等<sup>[5]</sup>的数值模拟结果表明, 三维模式的平均统计结果与二维模式的基本相同. 一些观测结果<sup>[6]</sup>也表明很多中尺度对流系统是二维性质的. 特别是近年来, Xu 等<sup>[2]</sup>的积云团数值模式也采用了二维模式.

## 2 积云团模式的介绍

现有积云团模式是从笛卡儿坐标系下的二维平面对称的完全弹性冰雹云模式发展而成的<sup>[7]</sup>. 从模式的基本框架上讲, 与以往的单块积云模式基本类似. 不同的是, 积云团模式允许模式区域内几块对流云同时存在和发展, 而且在模式中还包括了水平均一而垂直变化的大尺度抬升速度, 就好像模式是嵌套在大尺度数值模式中一样. 大尺度抬升速度在对流层中层的量级为  $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ , 它的影响仅仅是在位温方程和水汽守恒方程中体现出来, 而在所有的其他方程中不考虑大尺度抬升速度的影响. 这样的近似与 Krueger<sup>[8]</sup>近似是一致的.

由于考虑了大尺度抬升速度  $\bar{w}(z)$  的影响, 热力学方程和水汽守恒方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} &= -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} - \bar{w} \frac{\partial \theta}{\partial z} + S_{\theta} + D_{\theta} \\ \frac{\partial q_v}{\partial t} &= -u \frac{\partial q_v}{\partial x} - w \frac{\partial q_v}{\partial z} - \bar{w} \frac{\partial q_v}{\partial z} + S_{q_v} + D_{q_v} \end{aligned}$$

其中  $S_{\theta}$  和  $S_{q_v}$  为微物理过程调整项,  $D_{\theta}$  和  $D_{q_v}$  为次网格尺度湍流通量项.

除了热力学方程和水汽守恒方程, 模式的动力框架、微物理过程参数化、次网格尺度湍流参数化、空间网格分布、数值方法和边界条件等均与文献[7]一样.

积云团的启动采用冷池<sup>[9]</sup>和随机扰动<sup>[4]</sup>相结合的方法. 加入到位温场的冷池随水平位置  $x$  的变化写为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \begin{cases} \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_{\max} \cos \frac{\pi}{2} \left( \frac{x - x_1}{x_2 - x_1} \right)^2 & x_1 \leq x \leq x_2 \\ 0 & x < x_1, x > x_2 \end{cases}$$

其中  $\left( \frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_{\max}$  为最大冷却率.

随机扰动是每 5 min 间隔在模式底层(行星边界层)某一高度上所有的网格点加上位

温场的随机扰动,其目的是触发生成积云团.具体的做法是在模式中把一系列均匀分布的范围为 $-0.5\text{ K}$ 到 $0.5\text{ K}$ 的随机数,加在所在高度上位温场的所有水平网格点上.每次加入的随机数系列都是不同的.

### 3 试验设计

为了得到足够的关于积云团的宏观特征,共进行了 11 个试验,其中试验 WEFNOS 作为控制试验.

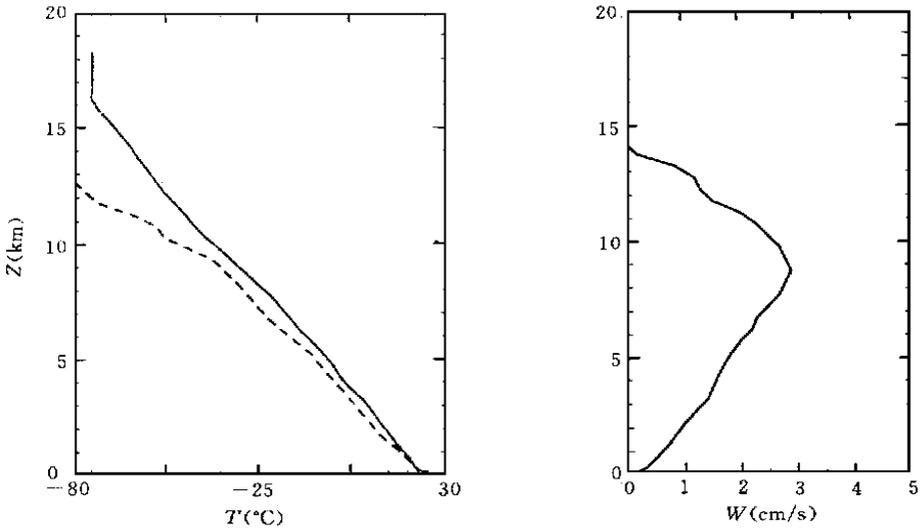


图 1 试验 WEFNOS 的初始温湿廓线(实线)和露点温度廓线(虚线)以及大尺度抬升速度廓线

试验 WEFNOS 中,初始温湿层结采用 GATE 第 阶段平均探空资料(图 1)<sup>[10]</sup>.大尺度抬升速度采用的是 Marshall 岛上的典型天气扰动垂直速度<sup>[11]</sup>.模式区域在水平方向取 120 个网格点,水平网格距为 1 km,垂直方向取 37 个网格点,垂直网格距为 0.5 km,这样相应的水平范围为 120 km,垂直高度为 18.5 km.由于模式是可压缩系统<sup>[12]</sup>,采用时间分裂算法,小时间步长为 2 s,大时间步长为 10 s.实际积分时间取为 8 h.试验 WEFNOS 的冷池启动是从积分开始第 5 min 后加入到第 35 min 结束.冷池的参数为  $X_1 = 65\text{ km}$ ,  $X_2 = 85\text{ km}$ ,也即冷池的宽度为 20 km,最大冷却率为每秒 0.015 K,冷池的高度为从 250 m 到 2250 m,而且强度不随高度变化.随机扰动所加入的高度为 250 m.

其余 10 个试验的情况如下:

- (1) 试验 WEFNOS1,同试验 WEFNOS,但随机扰动的随机数系列不同.
- (2) 试验 WEFHAS,同试验 WEFNOS,但有初始水平风切变.初始水平风切变廓线采用 GATE 第 阶段期间 1974 年 9 月 11 日的环境风场<sup>[10]</sup>.
- (3) 试验 WEFNOS240,同试验 WEFNOS,但模拟的水平区域为 240 km.
- (4) 试验 WEFHAS240,同试验 WEFHAS,但模拟的水平区域为 240 km.
- (5) 试验 W15,同试验 WEFNOS,但冷池参数  $X_2 = 80\text{ km}$ ,也即冷池的宽度为 15 km.
- (6) 试验 W10,同试验 WEFNOS,但冷池参数  $X_2 = 75\text{ km}$ ,也即冷池的宽度为 10 km.

(7) 试验 W07, 同试验 WEFNOS, 但冷池参数  $X_2 = 72$  km, 也即冷池的宽度为 7 km.

(8) 试验 W05, 同试验 WEFNOS, 但冷池参数  $X_2 = 70$  km, 也即冷池的宽度为 5 km.

(9) 试验 W03, 同试验 WEFNOS, 但冷池参数  $X_2 = 68$  km, 也即冷池的宽度为 3 km.

(10) 试验 W00, 同试验 WEFNOS, 但没有冷池作为初始扰动, 它完全由位温场的随机扰动来启动对流.

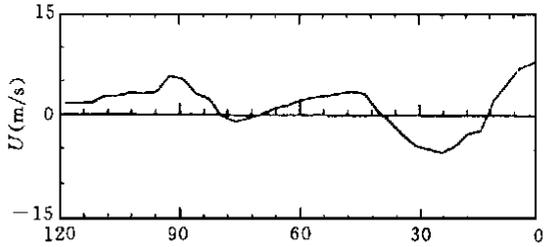


图 2 试验 WEFHAS 的初始水平风切变廓线

#### 4 计算结果

图 3 表明, 控制试验 WEFNOS 在 70 min 时开始降水, 区域内的降水是由两块相距约 23 km 的对流云所造成. 两块云相距较远, 几乎没有相互作用.

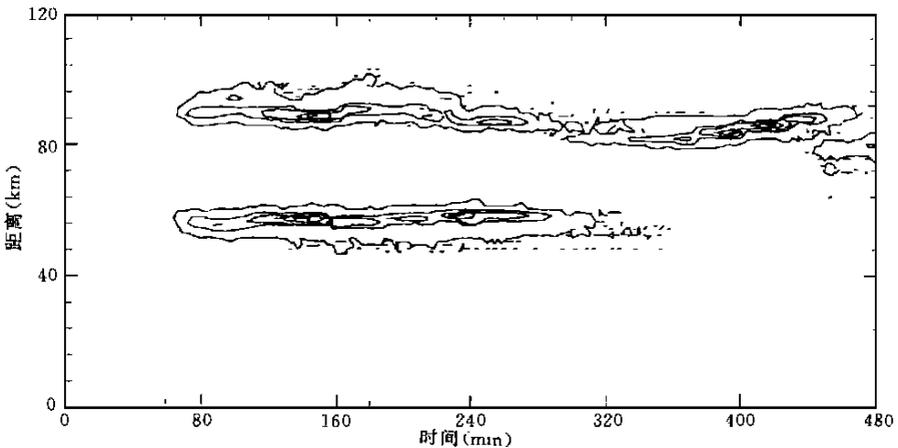


图 3 试验 WEFNOS 的降水率随时间变化的水平分布

图 4 所示是在不同随机扰动 (WEFNOS, WEFNOS1), 有没有初始水平风切变 (WEFHAS), 水平区域不同 (WEFNOS240, WEFHAS240) 等条件下分别在 100, 200, 300 和 480 min 时的水平平均层结与初始层结之差, 也即温度廓线和水汽廓线的变化. 100 min 时在各个试验中积云团正处于形成阶段, 可以看出, 这时各个试验的水汽廓线变化有一定的差别, 温度廓线变化相差很大. 到 200 min 时, 各个试验的水汽廓线变化和温度廓线变化的差别减少. 这时在大气低层温度廓线的差异可以认为是由于成熟阶段各个试验的下沉气流不一样所致的. 300 min 和 480 min 时各个试验的水汽廓线和温度廓线的变化非常相近. 这些结果表明, 如果粗略地估算, 到了 200 min 后温湿层结变化对随机扰动结构、风切变、水平区域等因素不敏感.

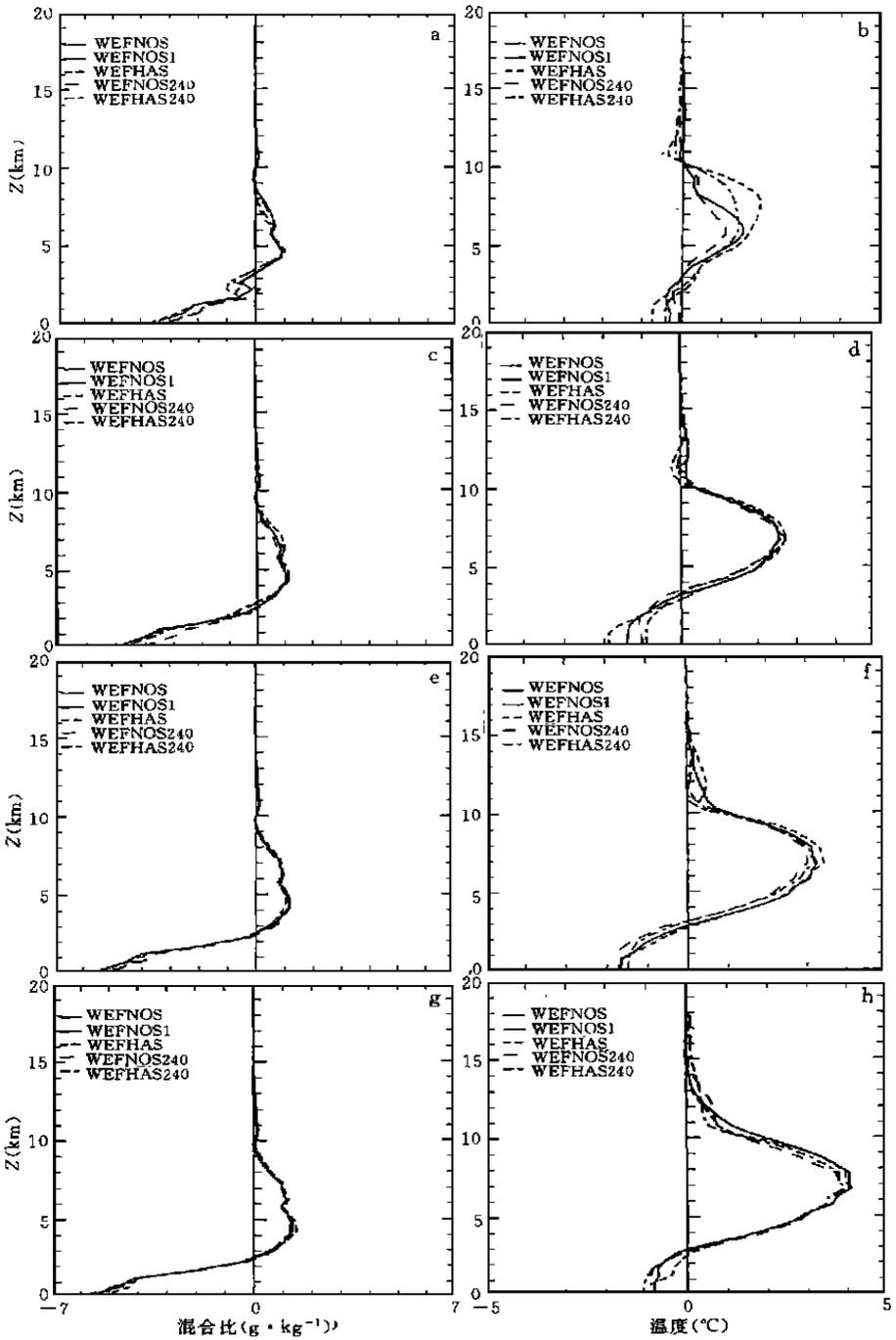


图4 各个试验的水平平均层结与初始层结之差

(a. 100 min 时水汽廓线; b. 100 min 时湿度廓线; c. 200 min 时水汽廓线; d. 200 min 时温度廓线;  
e. 300 min 时水汽廓线; f. 300 min 时温度廓线; g. 480 min 时水汽廓线; h. 480 min 时温度廓线)

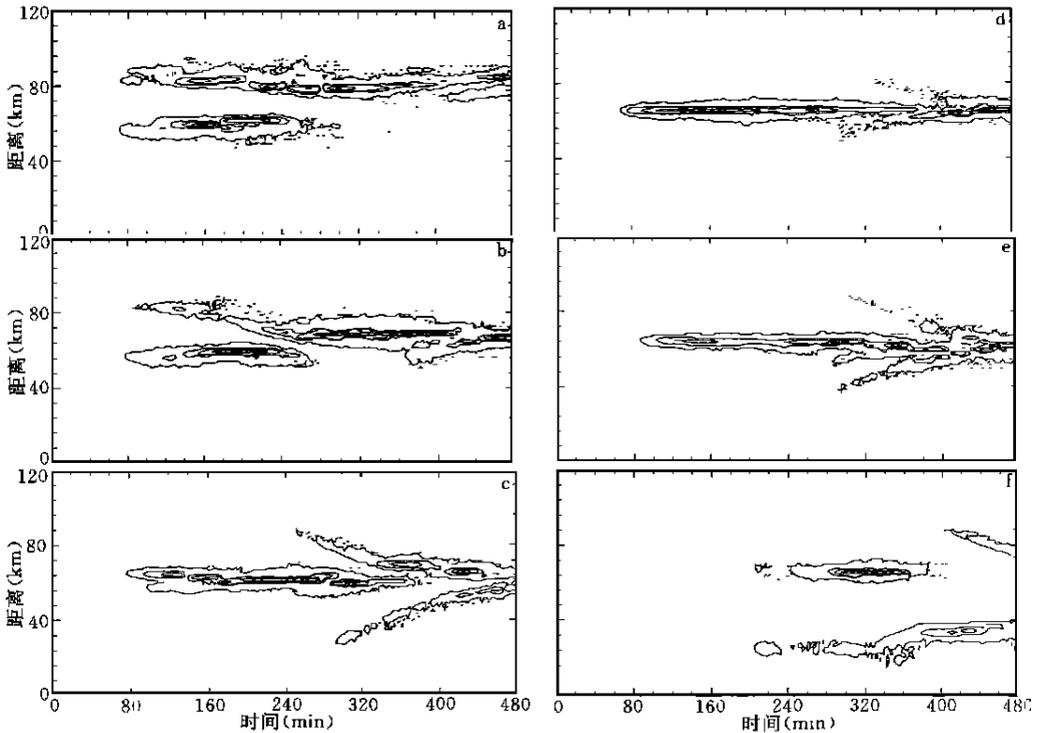


图 5 各个试验的降水率随时间变化的水平分布

(a. 试验 W15; b. 试验 W10; c. 试验 W07; d. 试验 W05; e. 试验 W03; f. 试验 W00;)

在冷池宽度不同的情况下, 区域内的降水结构和演变如图 5 所示. 当冷池宽度为 15 km 时(W15), 两块云的相隔距离为 18 km. 从试验 W10 的降水分布图可看出, 由于冷池强度和宽度都比较小, 降水出现时间推迟至第 80 min, 在第 100 min 两块云都处于发展阶段, 相距较近, 在 200 min 时比较弱的云向较强的云靠拢, 在第 260 min 时发生积云合并现象, 形成一块更大的云, 降水强度也明显增加. 试验 W07 出现大云吃小云的吞并现象. 冷池宽度小的试验 W05 和试验 W03 在区域内只有单块云的降水. 试验 W00 中没有冷池启动, 降水时间明显推迟, 到 180 min 时才出现降水. 在这 7 个试验中, 当冷池宽度为 10 km 时, 积云间的相互作用最大, 平均降水强度也最大, 为  $0.11 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{grid}^{-1}$ , 其他试验的平均降水强度为  $0.03 \sim 0.09 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{grid}^{-1}$ .

从以上结果可看出, 初始冷池宽度的不同会造成积云团的结构、演变过程和降水等的不同, 也即云型谱<sup>[13]</sup>的不同. 图 6 表明, 100 min 时, 由于各个试验中冷池宽度和强度不一样, 积云团形成时间有先有后, 水汽廓线和温度廓线变化的结构有很大的不同. 到 200 min 时, 由于试验 W00 的云形成时间晚, 温度廓线变化幅度小, 而其他试验的温湿结构变化大致相近. 300 min 时和 480 min 时温湿结构变化的差异越来越小, 特别在中上层的差异在 0.3 K 以下. 图中不同云型云下冷却率的差异是由于各个试验在 480 min 时的降水所致下沉气流的不一样所引起的. 因此, 温湿层结的调整到 200 min 后可近似地认为不依

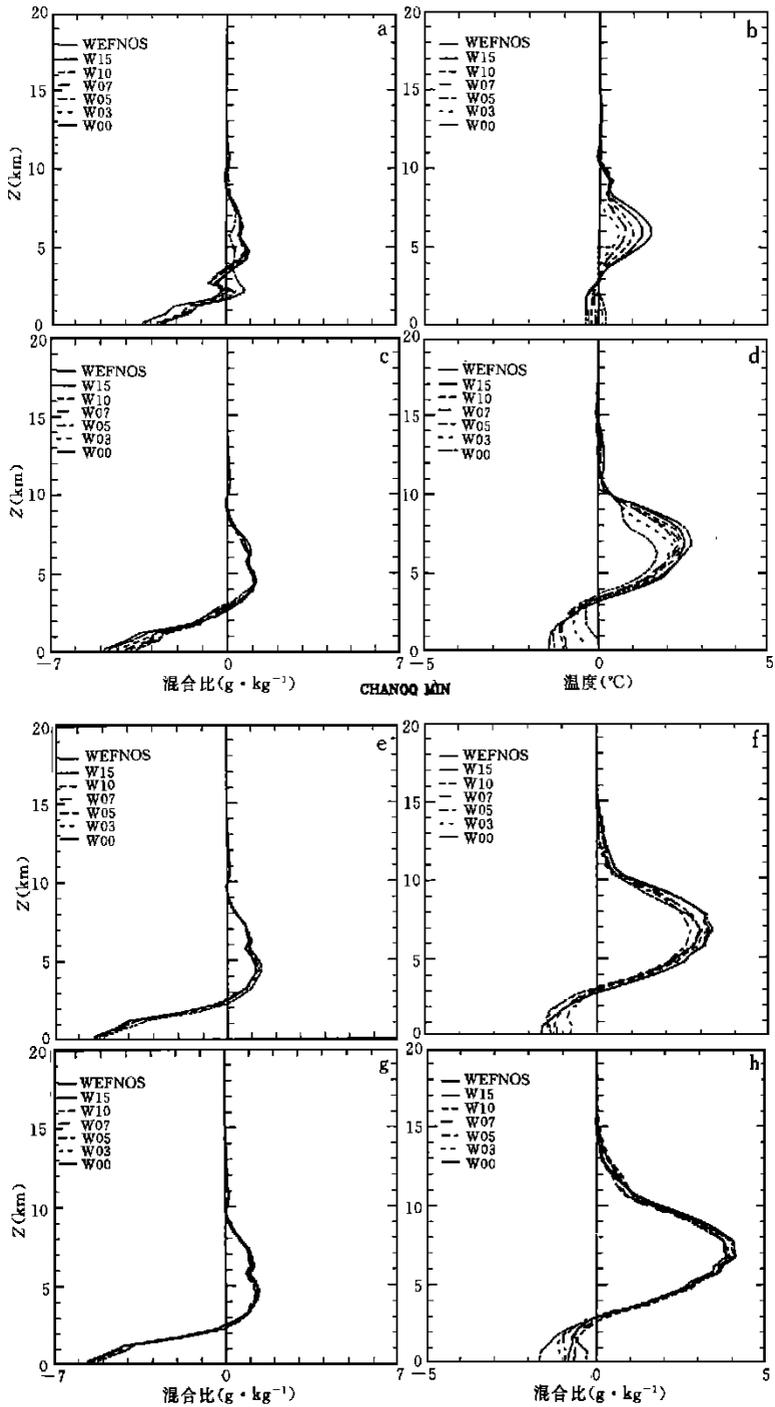


图6 各个试验的水平平均层结与初始层结之差

(a. 100 min 时水汽廓线; b. 100 min 时湿度廓线; c. 200 min 时水汽廓线; d. 200 min 时温度廓线;  
e. 300 min 时水汽廓线; f. 300 min 时温度廓线; g. 480 min 时水汽廓线; h. 480 min 时温度廓线)

赖于初始扰动的结构, 也即对云型谱不敏感.

## 5 小结和讨论

在不同条件下进行了 11 个数值试验. 这些试验在以下方面有所不同: 随机扰动结构、初始扰动结构、初始水平风切变、模式水平区域的大小、冷池启动的强度和宽度.

对比试验结果表明, 在温湿层结和大尺度抬升速度给定的情况下, 不同扰动结构、有没有初始水平风切变、模拟区域不同以及云型谱不同时, 虽然积云团的演变过程不同, 但到成熟期后, 积云团对温湿层结的影响大致都向着同一温湿层结进行调整.

其他的试验也表明在不同的大尺度抬升的温湿条件下, 积云团对温湿层结的调整结构是不同的.

Betts 积云参数化方案<sup>[14]</sup>的基本思想是: 在对流区存在着特征的温湿结构, 当判断有对流活动时, 对流调整使得大气的温湿结构向着这种特征结构进行调整, 调整的速度和调整结构的具体形式可根据大量的试验得出.

模拟试验表明, 积云团活动的结果使得大气层结存在着特征温湿层结. 大气在积云团成熟期后达到准平衡状态, 这个准平衡状态主要依赖于初始温湿层结和大尺度抬升速度. 这与 Betts 积云参数化方案的假设是相一致的.

## 参考文献

- 1 Kuo Y-H, Anthes R A. Semiprognostic tests of Kuo-type cumulus parameterization schemes in an extratropical convective system. *Mon Wea Rev*, 1984, 112(16): 1498—1509
- 2 Xu K -M, Arakawa A. Semiprognostic tests of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization using simulated data. *J Atmos Sci*, 1992, 49(24): 2421—2436
- 3 Lipps F B, Hemler R S. Numerical simulation of deep tropical convection associated with large-scale convergence. *J Atmos Sci*, 1986, 43(17): 1796—1816
- 4 Tao W -K, Soong S-T. The study of the response of deep tropical clouds to mesoscale process: Three-dimensional numerical experiment. *J Atmos Sci*, 1986, 43(22): 2653—2676
- 5 Tao W -K, Simpson J Simpson, Soong S-T. Statistical properties of a cloud ensemble: a numerical study. *J Atmos Sci*, 1987, 44(21): 3175—3187
- 6 Cotton W R, Anthes R A. *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, 1989, 883pp
- 7 孔凡轴, 黄美元, 徐华英. 对流云中冰相过程的三维数值模拟. *大气科学*, 1990, 14(4): 441 ~ 453
- 8 Krueger S K. Numerical simulation of tropical cumulus clouds and their interaction with the subcloud layer. *J Atmos Sci*, 1988, 45(16): 2221—2250
- 9 Fu Q, Krueger S K, Liou K N: Interaction of radiation and convection in simulated tropical cloud cluster. *J Atmos. Sci*, 1995, 52(9): 1310—1328
- 10 Sui C -H, Yanai M. Cumulus ensemble effects on the large-scale vorticity and momentum fields of GATE. Part I: Observational evidence. *J Atmos Sci*, 1986, 43(15): 1618—1642
- 11 Yanai M, Chu J -H, Stark T E, et. al. Response of deep and shallow tropical maritime cumuli to large-scale processes. *J Atmos Sci*, 1976, 33(8): 976—991
- 12 Klemp J B, Wilhelmson R B. The simulation of three-dimensional convection storm dynamics. *J Atmos Sci*, 1978, 35(12): 1070—1096
- 13 Arakawa A, Schubert W H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J Atmos Sci*, 1974, 31(6): 674—701

- 14 Betts A K, Miller M J. A new convective adjustment scheme. Part 1: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic airmass data set. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1986, 112(3): 692—709

## A MODELING STUDY OF THE EFFECTS OF THE CUMULUS ENSEMBLE ON THE ATMOSPHERIC STRATIFICATION

Lin Wenshi Chen Hui Xu Huaying Huang Meiyuan

(*LAPC, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*)

### Abstract

A two-dimensional compressible cumulus ensemble numerical model has been developed. In the model a given horizontally uniform and time-independent large-scale forcing velocity is imposed. The effect of the large-scale forcing updraft is included only in the equations for potential temperature and water vapor. Cumulus ensemble was initialized by the combine of a cool pool and random disturbances.

Eleven numerical experiments are made under different conditions. Results show that under the condition of the given initial temperature and water vapor sounding and large-scale forcing, the cumulus ensemble causes the vertical profile of temperature and water vapor mixing ratio to adjust toward a common profile with different types of initial and random disturbances, whether having horizontal environmental wind shear or not, different model domains and different spectra of cloud sizes. These results show the atmosphere approaches the quasiequilibrium state that mainly depends on the initial sounding and the large-scale forcing. All these calculations agree with the idea of Betts' scheme of cumulus parameterization.

**Key words:** Cumulus ensemble model, Atmospheric stratification, Cool pool.